3 年代測定結果

(1) フィッション・トラック法

フィッション・トラック法(FT法)は、放射年 代測定法(放射性核種の壊変現象を利用した年代 測定法)のひとつであり、鉱物の中に微量に含ま れている²³⁸Uが一定のスピードで自発的に核分裂

(質量数の近い二つの核種に分裂)する性質を利 用する方法である。鉱物中の²³⁸Uが核分裂すると、 二つの核分裂片は正反対の方向にはじけ飛び、鉱 物中に微細な直線状の飛跡(傷跡)を形成する。 飛跡の長さは10数µmで幅数Åであり、通常は 観察することはできないが、酸やアルカリによる エッチングを行うと、飛跡の幅が広がり、光学顕 微鏡による観察が可能となる。この飛跡は自発核 分裂飛跡(フィッション・トラック; fission track) と呼ばれ、鉱物が形成されて以降、地質時代とと もに鉱物中に蓄積されてゆく。

放射年代測定においては、親核種の量、壊変し た量、壊変定数の3つがわかれば数値年代が求ま る。フィッション・トラック法においては、鉱物 上で観察される飛跡の数(単位面積当たりの飛跡 数:密度)がすでに核分裂した²³⁸Uの量を意味し、 自発核分裂壊変定数は非常に小く6.85×10⁻¹⁷/yと される。また親核種の量は原子炉で中性子を照射 することにより検出材に転写された誘発フィッシ ョン・トラックを計数することによって求められ る。

飛跡の認定・計測は最終的には研究者自身の目 に頼らざるを得ない部分があり、以前は測定者ご との年代値のばらつきや誤差も大きかった。その ため 1990 年に IUGS (国際地質科学連合) サブコ ミッションによる国際勧告によって手法が統一さ れ、測定精度が格段に向上した経緯がある。この 勧告は、いくつかの年代標準試料を繰り返し測定 して、測定システムや測定者個人の FT 認定基準 を包括した固有のゼータ値(ゼータ定数)を求め、 その値に基づいて FT 年代を求めることである。

この勧告によって数値年代としての測定精度が著 しく向上するとともに、凝灰岩や火成岩の年代測 定など時間軸決定の有効なツールとして、地球科 学の広い分野へ適用されるようになった。現在で は K-Ar 法と並び、第三紀はもとより、白亜紀後 期から第四紀完新世を含む幅広い年代レンジに対 応する放射年代測定法として地質学および地球科 学分野では必要不可欠の手法となっている。

1) 放射年代測定とその意義

地質学では一般に、化石や地層の類似性や上下 関係などを用いて地層の時代(年代)を定める場 合があるが、この年代は相対年代と呼ばれる。こ れに対して放射壊変を利用して求められた年代は 数値年代あるいは絶対年代と呼ばれる(兼岡, 1998)。

地質学にとって非常に有効な相対年代を導く微 化石(珪藻化石、有孔虫、ナノプランクトン、貝 形虫など)は、その種類を判別することによって 地層の上下関係について非常に詳しい精度で判別 することが可能である。また微化石の年代層序表 と比較することにより、その生息時代を年代数値 として表すことが可能となる。しかし微化石年代 層序表に割り振られている年代数値は、様々な放 射年代測定法によって得られた結果を割り当てて いることも事実である(兼岡, 1998)。

一方、放射年代測定法には分析や測定に由来す る誤差を恒常的に含み、その不確定さを1σ や2σ の誤差で表現する。また試料の性質や採取に起因 する人為的な不確定さも多々含まれる。

このように相対年代と放射年代はそれぞれの利 点を持っており、目的に応じて両者を使い分けた り、地質学上特に高い精度が要求される繊細なテ ーマに対しては、両手法を採用してクロスチェッ クすることが非常に重要である。微化石による年 代決定や環境変遷については、別章を参考された い(本章 4~7)。

なお、今回のカイギュウ化石の時代決定に際し てフィッション・トラック法が放射年代として採 用されたのは主に以下の理由による。(1)カイギ ュウ化石を産出する層準に火山灰あるいは凝灰岩 質の地層が挟在されていること。(2)凝灰岩質の 地層中には²³⁸Uを含むジルコン(ZrSiO₄)が比較 的多く含まれていること。(3) K-Ar 法など他の 放射年代測定法を適用するのに適した鉱物(黒雲 母や角閃石)が、新鮮な状態では含まれていない こと。(4)中新世の火山灰や凝灰岩質試料の年代 測定というテーマに対して非常に多くの適用例が あり信頼度の高い手法であること。また、次項で も述べるが、地層の年代を高精度に決定しようと する際、今回のような堆積岩に挟在する凝灰質岩 の場合には、砕屑性の鉱物が混入している場合も 十分に予想される。その場合、鉱物粒子を全融解 させて同位体比を測定し年代を求める K-Ar 法よ りも、鉱物粒子ごとに年代値を求めることができ

る FT 法のほうが、(5)年代値に与える砕屑粒子 の影響を評価することができるという視点からも 有効であると考えられる。

2) 試料採取および試料の特徴

FT 年代測定用の試料は、二つの地域から複数試料を採取した。札幌市南区小金湯の豊平川河床(カイギュウ化石産出地点およびその直下の層準)から3試料、およびこの地点から南西に800m付近の砥山栄橋上流付近の豊平川河床(生痕化石産出地点)から3試料の計6試料である。ジルコンを含まない試料も存在したため、最終的に得られたFT 年代は計4 試料である。以下に試料採取地点及び露頭の様子を地域ごとに述べる。



1km 図Ⅱ-3-1 FT 年代測定用試料採取位置図

2)-1 札幌市南区小金湯の豊平川河床(カイギュ ウ化石産出地点)

露頭写真および試料採取地点を図Ⅱ-3-2 に示す。 柱状図上での試料の上下関係は図Ⅱ-3-6 を参照さ れたい。



図Ⅱ-3-2 札幌市南区金湯の豊平川河床 (カイギュウ化石産出地点)

「試料①」:カイギュウ化石産出地点

この試料はカイギュウ化石を含む地層で、全体 に暗灰色~淡灰色の塊状泥岩で、不規則ブロック 状に割れやすい性質がある。暗灰色泥岩中に部分 的に火山岩質の岩片に富む部分が見られ、また淡 灰色のやや軽石質の凝灰岩が泥岩の層理面に調和 的にあるいは不規則に挟在している部分も見られ る。試料はやや軽石質の部分から採取し、便宜上 軽石質泥岩とする。

「041026-2」: 試料①の下位約 1.5m の地点

灰白色の塊状泥岩からなり、部分的に径数 cm の不定形の暗灰色の火山岩片を含む。岩片は安山 岩質である。試料は火山岩片を濃集する部分から 採取した。

「041026-1」: 試料①の下位約 6.5m地点。

灰白色シルト岩〜泥岩からなり、微細なレベル で部分的にスランプを形成している。この地点で は層厚数 cm の凝灰岩が層理面と調和的に挟在し ており、この凝灰岩を対象試料とした。

これらのうち「041026-2」にはジルコンが含ま れておらず数値年代を得ることができなかった が、他の2試料については十分なジルコンが含ま れており、数値年代を得ることができた。

2)-2 札幌市砥山栄橋上流付近の豊平川河床(生 痕化石産出地点)

河床露頭の写真を図Ⅱ-3-3 に示す。柱状図上での関係は図Ⅱ-3-6 を参照されたい。

「FT1」: 露頭の最下位から約 1.5m 付近 灰白色の火山性砕屑物を主体とし、暗灰色塊状の 凝灰角礫岩を含む。この直下にはクライミングリ ップルの顕著な凝灰質砂岩が分布し不整合関係に ある. 試料は凝灰角礫岩である。



図II-3-3 砥山栄橋上流付近の豊平川河床 (生痕化石産出地点)

「FT2」:下位から約4.3m地点

暗灰色のシルト岩中に挟在する厚さ数 cm の灰 褐色の軽石質凝灰岩である。細粒で木片と思われ る有機物を豊富に含む。

「FT3」:下位から約 5.3m地点

暗灰色のシルト岩からなるが、生痕が多く認め られるゾーンの最下位に相当する。厚さ数 cm の 灰白色細粒凝灰岩である。

以上のうち「FT1」にはジルコンが含まれてお らず数値年代を得ることができなかったが、他の 2 試料については比較的精度の高い数値年代を得 ることができた。

3) 年代測定実験

年代測定に使用されるジルコン(ZrSiO₄)は柱 状の結晶形を呈し、屈折率が高く、一般に淡紅色 から淡黄色を帯び透明感があるが、光を鋭く反射 する性質(はり光沢)を有する。比重は約4.5 で あるため重液による分離が最も効率的である。ジ ルコンの抽出から年代測定までの実験手順を図Ⅱ -3-4 に示す。

3)-1 ジルコンの抽出

試料を粉砕後、流水で試料をもみほぐしながら、 250µm以下の粒子を回収した。乾燥後、ブロモフ オルム(d=2.89)と分液漏斗による比重分離、ア イソダイナミックセパレーターによる磁力選鉱、 HF 処理を行い、ジルコンを回収した。一部の試 料を除いて、淡紅色を呈する短柱状~柱状の明瞭 なはり光沢を有する自形ジルコンが含まれていた。

3)-2 埋め込み、研磨、エッチング

ジルコンをハンドピッキングで取り出しスラ イドグラス上に並べ、ホットプレート(330°C) を用いて、径 1.6cmの円形 PFA テフロン樹脂(シ ート)に埋め込み試料マウントを作成した。ダイ ヤモンドペースト(3 μ m、キャンバス地のクロス) を用いて完全な 4 π 面を得るまで約 10 μ m 研磨し た.研磨深度はジルコン内部の微細包有物を基準 に微動ハンドル(最小目盛 1 μ m)で入念にチェ ックした.その後ダイヤモンドペースト(1 μ m、 フェルト地の軟質クロス)で最終鏡面仕上げを行 った。



図 II-3-4 (a) FT 法の主な実験手順 (a)-(b): 250µm 以下の粒子の回収と乾燥。 (c)-(d):分液ロートとブロモフォルムを用いた 重液分離。(e):HF 処理の後回収されたジルコ ン。(f):針を用いて取り出されたジルコン。(g): テフロンシートにマウントされたジルコン。 (h)-(i):ガラスブロックに両面テープで固定し DP で研磨する。(j)-(k):KOH-NaOH 共融体 (225℃)に試料を沈め,高温チャンバーで温度 管理しエッチングを行なう。(1):CCD カメラ、 ビデオメジャー計測器およびレーザー変位計な どを組み合わせた計測システム。

3)-3 エッチング

エッチングには KOH-NaOH 共融体(225℃)を用 いて高温チャンバー中(±2℃)で行なった.エッ チング時間はそれぞれ 45 時間(試料①)、42.5 時 間(041026-01)、58 時間(FT-2 および FT-3)であ った.特に C 軸方向の FT が完全に出現するまで 十分な時間行った。

3)-4 ディテクターの貼付と中性子照射

試料マウントを1:1塩酸に24時間以上浸し、エ ッチングに使用したアルカリを完全に中和した。 テフロン樹脂面と鉱物面をフラットな状態にする ため試料マウントをホットプレートで再加熱・プ レスした。その後インド産ビハールマイカ(白雲 母)を外部ディテクターとして試料に密着させ、 中性子モニターガラス(NIST-SRM612:マイカを 装着済み)ともにカプセルに詰め、京都大学原子 炉実験所のTc-Pn 照射管(5MW)にて約50分間 の中性子照射を行なった。

3)-5 ディテクター (白雲母) のエッチングと FT の計測

放射能が十分に低下した後, 試料および線量ガ ラスに貼り付けてあったディテクター(白雲母) を、46%HF(25°C)で7分30秒および50分間エ ッチングした。生物用スライドグラス上に試料マ ウント(自発 FT)とディテクター(誘発 FT)が 左右対称になるようにセットしそれらの四隅をメ ンディングテープで固定した。自発および誘発 FT の計測は生物顕微鏡(NikonOptiphoto2)に対物レ ンズ(100倍・ドライ)を装着し総合倍率約1000 倍で行った。

なお各試料とも 30 粒子以上の測定を目標とし た。実際の測定は、ジルコン上に自発 FT の計数 領域を設定し、まずその領域内に存在する自発 FT を計測する。次にジルコンと左右対称を呈するデ ィテクター上の誘発 FT に、自発 FT を計数した領 域と同じ面積の計数領域を設定しその領域内に含 まれる誘発 FT を計数する。この作業を1 試料あ たり 30 粒子以上のジルコン粒について行う。別途、 中性子モニターガラスに貼り付けてあったマイカ の誘発 FT 密度を計数しておく。年代計算に用い る測定システムに関わる固有値であるゼータ値は 367.9±4.1 である (大平, 2004)。なお年代計算式 の詳細については大平・永井(2004)を参考にさ れたい。



図Ⅱ-3-4(b) 抽出されたジルコン(試料①)

4) 結果および考察

年代測定結果を一般的な表示方法に従い第1表 に、また年代値のみを表Ⅱ-3-2 に示す。図Ⅱ-3-5 には自発-誘発 FT 密度相関(a)、ラディアルプロ ット(b)および年代ヒストグラム(c)を示す。なお測 定に供したジルコンの自発 FT の写真を図版とし て添付する。

なお自発-誘発 FT 密度相関(図II-3-7(a): RhoS-RhoIプロット)は個々の粒子の自発 FT 密度 と誘発 FT 密度をプロットし、最小2乗法によっ て回帰直線を求め、原点を通る回帰直線とともに 併記されている。ラディアルプロット(図II-3-7(b))は、原点0から個々の粒子(+)を通過し 右側円弧にぶつかる点が各粒子の年代を示し、水 平に引かれた破線は年代粒子群の $\pm 2\sigma$ の範囲を 示す。また横軸・Rel.error.は個々の粒子の測定誤 差を示し、右側にプロットされる粒子ほど誤差が 小さい(FT 密度が高い)粒子を意味する。年代頻 度分布図(図II-3-7(c))は任意の階級幅での年代 頻度分布と年代スペクトル(個々の粒子の確率密 度分布をガウス曲線として表示したもの)である。

「試料①」(カイギュウ化石産出層準)

計測された 34 粒子から得られた年代は 8.2±0.3Ma である. $\chi 2$ 乗検定結果(表 II -3-1 中 の P($\chi 2$))は 18.7 を示し 5%を越えているので、 ひとつの母集団と考えて差し支えない。また、自 発ー誘発 FT 密度相関はややばらついているが相 関係数は 0.9 と高い(図 II -3-7(a))。得られた年代 8.2±0.3Ma は、ジルコンを含む火山灰の噴出堆積 年代と考えて差し支えない。

「041026-01」

計測された 50 粒子から 9.1 ± 0.3 Ma という値が 得られた、 χ^2 検定結果は 6.0 とやや低いもののか ろうじて 5%を越えており、ひとつの母集団とし て差し支えない。ただ「試料①」に比較すると、 自発-誘発 FT 密度相関がややばらつき、相関係 数も 0.79 と低い (図 II -3-7(a))。実際に計測に供 したジルコンには結晶柱面の一部欠損した粒子 (図版写真 No.1, 2, 22, 31 など)、あるいは丸 みを帯びた粒子 (No.9, 49, 47 など)もわずかに 含まれる。このことは砕屑粒子の混入を示唆する。 「FT-2」

全粒子を用いて当初計算された年代値は 8.3±0.3Maであり、カイ2乗検定に失格する(表 Ⅱ-3-1)。年代頻度分布はやや右側に尾を引くよう な形を呈し砕屑粒子の影響を含んでいる可能性を 示唆する。

ラディアルプロットにおいて 2σ 範囲を大きく 超えて若い方と古いほうにプロットされる粒子が 1 粒子ずつ存在する。このような年代粒子群のば らつきは、ジルコン中の U 偏在による可能性があ る。 古いほうから1粒子除去すると、カイ2乗検定 に合格し8.2±0.3Maとなる(表Ⅱ-3-1下)。

しかしながら年代頻度分布はスムースな分布 を示さず、階級幅を隔ててプロットされる古い 粒子群が含まれている。これら階級幅を隔てて プロットされる粒子群を人為的に除去すると 7.6Ma という値が得られる。通常の異質粒子除 去という視点から 8.2Ma としても差し支えない が、階級幅を隔ててプロットされる粒子群が砕 屑粒子である可能性が全くないとは言い切れな い。そこで本報告では幅を持たせて 7.6~8.2Ma と判断し、微化石など他の手法とのクロスチェ ックを経た上で年代を検討する必要があろう。

「FT-3」

全粒子を用いて当初計算された年代値は 7.5±0.3Maで、カイ2乗検定に失格する。年代頻 度分布は明らかに右側に尾を引くような形を呈し 砕屑粒子の影響を示唆する。ラディアルプロット において2 σ 範囲を大きく超えて古い側(上側) にプロットされる粒子が2粒子存在し、これらは 明らかに砕屑粒子と判断される。砕屑粒子を(古 いほうから2粒)除去すると、カイ2乗検定に合 格し7.0±0.3Maとなる。



図Ⅱ-3-5 「041026-1」より抽出されたジルコン

5) まとめ

年代測定を行った試料のうち試料状態の良好な ものはカイギュウ産出層準の「試料①」(8.2Ma) である。その下位の層準「041026-01」にはカイニ 乗検定には合格するものの、ジルコンの結晶状態

(柱面の欠損など)から判断して砕屑粒子が含ま れている可能性を否定できない。「FT2」および 「FT3」は年代頻度分布図において階級幅を隔て てプロットされる粒子群(砕屑粒子)を有する。 ただし「FT3」(7.0Ma)については砕屑粒子の影

響は比較的軽微であると判断される。

年代測定に供した試料は堆積層や貝化石(本報 告書IIIの2)などから判断して半深海から深海で の一連の堆積環境下で断続的に堆積したと判断さ れる。一方、調査地域の比較的上位の層準では火 山砕屑物が優勢となり、陸域での火山活動や地殻 変動などに由来する堆積環境の変動が容易に推定 される。このような環境において泥質岩に挟在す る火山性砕屑物の運搬・堆積過程で砕屑の粒子が 混入することは容易に推定できる。そのような試 料の年代論については放射年代測定法の高い精度 が要求される一方で、微化石、貝化石および生痕 化石などの多様な視点から議論することが必要で ある。

(大平寛人)



図Ⅱ-3-6 フィッション・トラック年代測定結果





SampleNo.Delete ρ s (Ns) ρ i (Ni)P(χ^2) ρ d (Nd)rUAge(Ma)Namecrys.Crys.($\times 10^6$ /cm ²)($\times 10^6$ /cm ²)%($\times 10^5$ /cm ²)ppm($\pm 1 \sigma$)Image: Main transform3400.874(971)3.419(3799)18.71.741(6371)0.892538.2 \pm 0.3041026-15000.929(1446)3.143(4894)6.01.685(6453)0.792569.1 \pm 0.3*SampleNo.Delete ρ s (Ns) ρ i (Ni)P(χ^2) ρ d (Nd)rUAge(Ma)Namecrys.Crys.($\times 10^6$ /cm ²)($\times 10^6$ /cm ²)%($\times 10^5$ /cm ²)ppm($\pm 1 \sigma$)FT-24110.655(1161)2.586(4582)5.41.768(6991)0.931978.2 \pm 0.3*(7.6Ma)FT-34220.615(900)2.831(4145)11.31.767(6987)0.762077.0 \pm 0.3															
Name crys. Crys. $(\times 10^6/cm^2)$ $(\times 10^6/cm^2)$ $(\times 10^5/cm^2)$ ppm $(\pm 1 \sigma)$ $itt \# ①$ 34 0 0.874(971) 3.419(3799) 18.7 1.741(6371) 0.89 253 8.2 ± 0.3 041026^{-1} 50 0 0.929(1446) 3.143(4894) 6.0 1.685(6453) 0.79 256 $9.1\pm 0.3^*$ Sample No. Delete ρs (Ns) ρi (Ni) $P(\chi^2)$ ρd (Nd) r U Age(Ma) Name crys. Crys. ($\times 10^6/cm^2$) ($\times 10^6/cm^2$) % ($\times 10^5/cm^2$) ppm ($\pm 1 \sigma$) FT-2 41 1 0.655(1161) 2.586(4582) 5.4 1.768(6991) 0.93 197 $8.2\pm 0.3^*$ (7.6Ma) FT-3 42 2 0.615(900) 2.831(4145) 11.3 1.767(6987) 0.76 207 7.0 ± 0.3		Sample	No.	Delete	ρ s (Ns))	ρ i (Ni)		$P(\chi^2)$	ρ d (Nd	l)	r	U	Age(N	Ma)
ittxp1 34 0 0.874(971) 3.419(3799) 18.7 1.741(6371) 0.89 253 8.2±0.3 041026-1 50 0 0.929(1446) 3.143(4894) 6.0 1.685(6453) 0.79 256 $9.1\pm0.3^*$ Sample No. Delete ρ s (Ns) ρ i (Ni) P(χ^2) ρ d (Nd) r U Age(Ma) Name crys. Crys. (×10 ⁶ /cm ²) (×10 ⁶ /cm ²) % (×10 ⁵ /cm ²) ppm (±1 σ) FT-2 41 1 0.655(1161) 2.586(4582) 5.4 1.768(6991) 0.93 197 8.2±0.3* (7.6Ma) FT-3 42 2 0.615(900) 2.831(4145) 11.3 1.767(6987) 0.76 207 7.0±0.3		Name	crys.	Crys.	$(\times 10^{6}/c$	em ²)	$(\times 10^{6}/c)$	m ²)	%	$(\times 10^{5}/c$	cm ²)		ppm	(±1	σ)
$041026-1$ 50 0 $0.929(1446)$ $3.143(4894)$ 6.0 $1.685(6453)$ 0.79 256 $9.1 \pm 0.3^*$ Sample No. Delete ρ s (Ns) ρ i (Ni) $P(\chi^2)$ ρ d (Nd) r U Age(Ma) Name crys. Crys. $(\times 10^6/\text{cm}^2)$ $(\times 10^6/\text{cm}^2)$ $\%$ $(\times 10^5/\text{cm}^2)$ ppm $(\pm 1 \sigma)$ FT-2 41 1 $0.655(1161)$ $2.586(4582)$ 5.4 $1.768(6991)$ 0.93 197 $8.2 \pm 0.3^*$ $(7.6Ma)$ FT-3 42 2 $0.615(900)$ $2.831(4145)$ 11.3 $1.767(6987)$ 0.76 207 7.0 ± 0.3		試料①	34	0	0.874(9	71)	3.419(37	799)	18.7	1.741(6	371)	0.89	253	8.2±	0.3
Sample No. Delete ρ s (Ns) ρ i (Ni) P(χ^2) ρ d (Nd) r U Age(Ma) Name crys. Crys. (×10 ⁶ /cm ²) (×10 ⁶ /cm ²) % (×10 ⁵ /cm ²) ppm (±1 σ) FT-2 41 1 0.655(1161) 2.586(4582) 5.4 1.768(6991) 0.93 197 8.2±0.3* (7.6Ma) FT-3 42 2 0.615(900) 2.831(4145) 11.3 1.767(6987) 0.76 207 7.0±0.3		041026-1	50	0	0.929(14	446)	3.143(48	394)	6.0	1.685(6	453)	0.79	256	9.1±	0.3*
Sample No. Delete β s (Ns) β I (N) I (χ) β U (N) I (γ) β U (N) γ U (γ) β U (N) γ U (γ) β U (N) γ U (γ)	Sam	pla No	Dele	te os ((Ne)	oi(Ni)	$\mathbf{P}(\alpha)^2$) od(Nd)	r	II	م ۸	(Ma)	
FT-2411 $0.655(1161)$ $2.586(4582)$ 5.4 $1.768(6991)$ 0.93 197 $8.2 \pm 0.3*$ $(7.6Ma)$ FT-3422 $0.615(900)$ $2.831(4145)$ 11.3 $1.767(6987)$ 0.76 207 7.0 ± 0.3	Nam	e crys.	Crys	. (×1	$0^{6}/cm^{2}$)	(×10	$0^{6}/cm^{2}$)	%) pu((×10	$1^{5}/cm^{2}$)	1	ppm	(±1	lσ)	
FT-3 42 2 0.615(900) 2.831(4145) 11.3 1.767(6987) 0.76 207 7.0±0.3	FT-2	41	1	0.65	5(1161)	2.586	5(4582)	5.4	1.768	8(6991)	0.93	197	8.2	±0.3*	(7.6M
	FT-3	42	2	0.61	5(900)	2.831	1(4145)	11.3	1.767	7(6987)	0.76	207	7.0	±0.3	

表Ⅱ-3-1 フィッション・トラック (FT) 年代測定結果

測定は結晶内部面を使用した外部ディテクター法(ED1)によって行われた. 年代値 NIST-SRM612 ガラスとそれに対する較正定数 (ゼータ値) 367.1±4.1 を使用して計算された. 中性子照射には京都大学原子炉実験所黒鉛設備圧気輸送管 (Tc-Pn) を使用した. ρ s (Ns):自発トラック密度(数), ρ i (Ni):誘発トラック密度(数), ρ d (Nd):線量ガラス SRM612 に貼り付けたマイカの誘発 トラック密度(数), $P(\chi^2)$:カイ二乗検定結果, r:自発-誘発トラック密度の相関係数, U:ウラン濃度 *印:数値年代が算出されるが砕屑粒子の影響を含む

調査地点	試料名	地質	FT 年代値			
	試料① カイギュウ産出地点	軽石混じり泥岩	8.2±0.3Ma			
小金湯 地域	041026-2	火山岩片濃集帯	ジルコンを含まない			
	041026-1	凝灰岩	9.1±0.3Ma*			
	FT-1	ハイアロクラスタイト	ジルコンを含まない			
砥山栄橋 上流付近	FT-2	凝灰岩	7.6-8.3Ma			
	FT-3	凝灰岩	7.0Ma			

表Ⅱ-3-2 FT 年代測定結果のまとめ

*印:数値年代が算出されるが砕屑粒子の影響を含む

(2) K-Ar 年代測定

地層の年代測定には、年代の古さにより適用で きる方法が限られてくる。5 万年前くらいであれ ば、炭素同位体による年代測定法(¹⁴C法)が精 度良く測定できる。それより古くなると、鉱物に 記録されている放射線の痕跡を利用して年代を求 めるフィッション・トラック法(FT法)やカリウ ムの放射性元素がアルゴンに壊変する割合を使っ て年代を求めるカリウム・アルゴン法(K-Ar法) が一般的である。

1) 放射年代測定とその意義

札幌市の西北~南部には八剣山・砥石山・藻岩 山・円山・三角山など市民が気軽に自然散策や登 山をする身近な山々が存在する。これらの山々は 約500万年前~200万年前の火山活動により、安 山岩質の溶岩が岩脈として突きあがったものや溶 岩として流れ出たものより形成されたと考えられ ている(地学団体研究会札幌支部,1984)。しかし、 それぞれの山の噴火がいつ起きたかについては詳 しい年代が分かっていない。本調査ではカイギュ ウの生息した時代前後の火山活動による地形の変 遷を明らかするため、藻岩山や八剣山(観音山) などの火山岩体の試料に対して、K-Ar 法を用いた 年代測定を行った(図Ⅱ-3-8)。

2) 試料採取および試料の特徴

豊平川沿いには泥岩主体の砥山層および火山屑 砕岩類を主体とする西野層を貫く貫入岩類が数多 く分布する(図Ⅱ-3-8)。年代測定には藻岩山4試 料、硬石山1試料、簾舞1試料、八剣山1試料の 計4岩体から8試料について K-Ar 年代を測定し た。試料はできる限り変質を受けていない岩石で 採取したが、硬石山と簾舞貫入岩については斜方 輝石の一部が緑泥石化している。試料採取地を図 Ⅱ-3-8に示す。

3) 年代測定方法

K-Ar法は岩石に含まれる⁴⁰Kが放射性改変によ り一定の速度(半減期:1.25×10⁹年)で⁴⁰Arにな ることを利用するものである。

3)-1 試料調整(全岩分析)

岩石試料をそのまま 1mm 以下に粉砕後、180~ 250µm の粒子を集め、蒸留水で洗浄後、乾燥させた。その後、磁選・重液分離およびアイソダイナ ミックセパレーターで鉄鉱物・苦鉄質鉱物の除去 し、火山岩の石基部分を抽出して試料とした。分 析には雲母,角閃石,カリ長石など、カリウムを 多量に含む鉱物を主に使う。

3)-2 アルゴン同位体測定・カリウム定量

試料を石英-パイレックス製の高真空装置内に 置き、高周波で高温加熱して溶解し、発生したガ スをチタンスポンジで精製してアルゴンを回収す る。アルゴン同位体比の測定は質量分析計にて定 量を行った。カリウムは炎光光度計にかけら れ%Kを求める。

3)-3 年代計算

分析で得られたカリウムとアルゴンの分析値を 下記の式に代入して岩石の K-Ar 年代を求める。

T=1804.08×Log_e (⁴⁰Ar*/K×0.1426) +1 T =年代(単位:百万年) ⁴⁰Ar*=放射性起源⁴⁰Ar(単位:sec/gm×10⁻⁵) K =カリウムの重量比(単位:パーセント)

4) 結果および考察

年代測定結果を表 II -3-3 に表示する。なお測定 年代の値を示すのに、「7.0Ma」という表示をして いることがあるが、これは 700 万年前 (7.0 mega-annum: ラテン語)を意味する。

なお、試料の K-Ar 年代はジオスペース・サイ エンス(株)に依頼し、Mass Spec Services 社 で分析を行ったものと、ジオクロノロジージャパ ン(株)に依頼し、ACTIVIATION LABORATORIES 社で分析を行ったものがある。

4)-1 藻岩山

藻岩山は西野層の安山岩~デイサイト質溶岩と 火砕流堆積物を基盤とし、これを貫く安山岩類か ら形成されている。渡辺(1993b)は藻岩山下部採 石場跡の角閃石安山岩から 4.1±0.2Ma の K-Ar 年 代を報告している。

地質・層序については、Ⅱの4「藻岩山におけ る火山形成史」に詳しく述べている。以下、今回 年代測定を行った試料の年代値を記す。

「MO-3」(藻岩山溶岩-IIa カンラン石安山岩)

試料採取地点の火山岩は、板状節理の発達する 溶岩流である藻岩山溶岩-IIa である。年代測定に 用いた試料は、単斜輝石-かんらん石-斜方輝石安 山岩からなる。鏡下では斜長石,単斜輝石,かん らん石,斜方輝石を斑晶とし、変質の影響は認め られない。今回の K-Ar 年代測定の結果、2.35±0.06Ma の値を得た。

「MO-I」(藻岩山溶岩-Ibカンラン石安山岩)

試料採取地点の火山岩は、藻岩山溶岩-Ibを構成 する安山岩で、火山岩塊とスコリアからなる火山 放出物の産状を示す。年代測定に用いた試料は単 斜輝石-斜方輝石-かんらん石安山岩の火山岩ブ ロックであり、鏡下では斜長石、単斜輝石、斜方 輝石、かんらん石を斑晶とし、かんらん石斑晶の 周縁部がイディングサイト化する以外は変質の影 響は認められない。今回のK-Ar年代測定の結果、 2.61±0.07Maの値を得た。

「060912-gunkan」(軍艦岬溶岩複輝石安山岩) 年代測定に用いた試料は藻岩山東縁の軍艦岬溶 岩を構成する単斜輝石—斜方輝石安山岩である。 試料採取地点の安山岩は弱い柱状節理が発達する 塊状溶岩からなり、鏡下では斜長石,石英,単斜 輝石,斜方輝石を斑晶とし、まれに角閃石を含む。 角閃石斑晶はオパサイト化し、石基の一部が変質 鉱物に置換されることがある。今回の K-Ar 年代 測定の結果、2.84±0.08 Ma の値を得た。

「060912-04A」(西野層角閃石デイサイト)

年代測定に用いた試料は藻岩山の基盤をなす南 区藻岩下豊平川に露出した角閃石デイサイトであ る。本火山岩はハイアロクラスタイト〜火山性二 次堆積物で、その角礫部から試料採取した。鏡下 では斜長石,単斜輝石,斜方輝石,角閃石を斑晶 とする斑状組織の顕著な火山岩であり、角閃石の 周囲がオパサイト化している以外は、変質の影響 は認められない。今回の K-Ar 年代測定の結果、 3.78±0.10 Ma の値を得た。

以上、藻岩山の形成時期は今回の K-Ar 年代測 定の結果、藻岩山の基盤となる西野層は 4Ma 前後、 藻岩山は 2.5Ma 前後の後期鮮新世に活動したと考 えられる。

4)-2 硬石山

硬石山は第三紀中新世の砥山層および新第三紀 鮮新世西野層を貫く、安山岩から形成されている。 渡辺(1993b)は硬石山の角閃石安山岩から 4.7± 0.2Maの K-Ar 年代を報告している。

「KG-06」(硬石山石英角閃石安山岩)

年代測定に用いた試料は硬石山西縁の南区十 五島公園豊平川に露出した石英角閃石安山岩で ある。試料採取地点は砥山層の塊状泥岩中に N45°E19°NWの接触面をもって貫入している。 鏡下では石英、普通角閃石、斜方輝石、単斜輝石 からなり、斜方輝石は粘土化変質を受けている。 今回の K-Ar 年代測定の結果、7.9±0.3Ma の K-Ar 値が得られた。ただし、東方の硬石山の石英角閃 石安山岩からは 4.7±0.2Ma の K-Ar 年代が報告

(渡辺, 1993b) されており、今回の報告より 3.2Ma 新しい年代となっている。これは今回分析 した石英各閃石安山岩 (KG-06) のカリウムの含 有量が低く (0.53 wt.%), 大気 Ar 混入率が高い ことから,得られた年代値は信頼に欠けた結果と 考えられる。

以上、硬石山の形成時期は石英角閃石安山岩が 砥山層中部に貫入していることから砥山層中部形 成以降と考えられ,硬石山の活動時期は4.7Ma前 後の前期鮮新世に活動したと考えられる.

4)-3 八剣山

八剣山は砥山層の泥岩層を貫く安山岩類から 形成されている。渡辺(1993a)は八剣山山頂の 角閃石石英安山岩から 4.0±0.4Ma の K-Ar 年代 を報告している。

「八剣山旧」(八剣山輝石安山岩)

年代測定に用いた試料は南区砥山の豊平川に 露出した角閃石含有複輝石安山岩である。試料採 取地点の安山岩は塊状の柱状節理の発達してい る。鏡下では斜長石、単斜輝石、斜方輝石、普通 角閃石からなり、斜方輝石が粘土化変質受けてい る。今回の K-Ar 年代測定の結果、6.7±0.5Ma の 値が得られた。

以上、八剣山は今回の K-Ar 年代測定の結果、 7Ma 前後の後期中新世に活動したと考えられる。 ただし、八剣山山頂の角閃石石英安山岩からは 4.0±0.4Ma の K-Ar 年代が報告(渡辺, 1993a) されており、今回の報告より 2.7Ma 新しい年代 となっている。このことから、八剣山の形成過 程は 2 つの時期に分かれ 6.7Ma の岩体に 4.0Ma の岩脈が貫入した可能性がある。しかし、2 つ の岩体に区分するための地質情報が不足してい ることから、今後八剣山の地質調査を行い、火 山岩相区分を行う必要がある。

5) まとめ

札幌カイギュウの生息した時代前後の火山活動による地形の変遷を明らかするため、藻岩山を 主体に硬石山岩体,八剣山岩体の計3岩体の計6 試料について K-Ar 年代を測定した。概報告値と 合わせて火山形成年代を推定すれば、6.7Ma に 八剣山の土台となる岩体が形成され、4.7~ 3.78Ma に硬石山や八剣山の貫入岩体および藻 岩山の土台となる西野層角閃石安山岩や火砕流 堆積物が形成された。 その後、陸化した藻岩山の山頂から 2.5Ma 前 後に溶岩が噴出し、現在のなだらかな山頂部を形 成したと考えられる。

(重野聖之・垣原康之・岡村 聡・青柳大介)

採取岩体 (試料番号)	% K	Ar-40 (scc/g x 10 ⁻⁵)	% Ar-40	K-Ar Age (Ma)
藻岩山カンラン石安山岩 (MO−3)	0.72	0.0083 0.0077	42.6 38.8	2.35 ± 0.06
藻岩山カンラン石安山岩	0.61	0.0064	41.8	2.61 ± 0.07
(MO- I)	0.61	0.0060	41.5	
軍艦岬の複輝石安山岩	0.72	0.0082	35.6	2.84±0.08
(060912-gunkan)	0.72	0.0077	33.4	
西野層角閃石安山岩	1.33	0.019	63.6	3.78±0.10
(060912-04A)	1.32	0.020	56.4	
硬石山石英角閃石安山岩 (KG-06)	0.53	0.0016	68.5	$(7.9 \pm 0.3)^*$
八剣山輝石安山岩	1.11	0.0277	84.4	6.7±0.5
(八剣山旧)	1.12	0.0294	83.0	

表Ⅱ-3-3 K-Ar 年代測定結果

*試料 KG-06 は K 含有量が少なく、大気 Ar 混入率が高いため、年代値は信頼性が低いと判断される。



図II-3-8 豊平川流域に分布する火成岩体の K-Ar 分析結果

4 藻岩山における火山形成史

(1) 火山層序

藻岩山は標高536.8mの山頂を有し、山頂から南
東方向に延びる音叉状の溶岩流地形が保存され、
その間には浅い谷地形を示す山麓緩斜面を形成している(図Ⅱ-4-1)。藻岩山の層序は、下位より
1)西野層、2)軍艦岬溶岩、3)藻岩山溶岩、
4)山麓緩斜面堆積物に区分される(図Ⅱ-4-2)。



図Ⅱ-4-1 溶岩流と山麓緩斜面



図Ⅱ-4-2 藻岩山の地質図

1) 西野層

藻岩山の基底部を構成し、角閃石デイサイト質 の塊状溶岩、ハイアロクラスタイト、および安山 岩質軽石凝灰岩、泥岩からなる。角閃石デイサイ ト質火山岩類は、主として北側の藻岩山溶岩の下 位に分布する。これらは柱状節理~板状節理の発 達した塊状溶岩で、その一部は貫入岩の可能性が ある。北東側斜面では、礫径が最大30cmに達する ハイアロクラスタイトの産状を示す。藻岩山スキ 一場入り口(藻岩下)の採石場跡は柱状節理の顕 著な溶岩~貫入岩を主体とする角閃石デイサイト からなり (図 II-4-3)、4.1±0.2 MaのK-Ar年代値が 報告されている(渡辺, 1993b)。軽石質凝灰岩は、 北の沢周辺と豊平川河床で認められ、安山岩質の 淘汰の悪い火砕流堆積物とみられる。同様の軽石 凝灰岩と泥岩の小露頭が、南側の溶岩流を構成す る藻岩山溶岩末端部、および藻岩山山頂の北側斜 面で確認される。五輪大橋下の豊平川河床では、 軽石凝灰岩を主体とする火砕流堆積物と角閃石デ イサイト礫を主体とするハイアロクラスタイト~ 火山性二次堆積物(土石流堆積物)が分布する。 角閃石デイサイトの巨礫の一部は、放射状節理の 発達した「にせピロー」の形態を示す(図Ⅱ-4-4)。 また、本火砕岩中には少量の輝石安山岩の円礫が 含まれている。



図Ⅱ-4-3 西野層デイサイト溶岩(口絵4)



図Ⅱ-4-4 西野層デイサイト質ハイアロクラスタ イト(にせピロー)

2) 軍艦岬溶岩

輝石安山岩質溶岩~貫入岩からなり,斜方輝石, 単斜輝石斑晶とともに融食形の石英斑晶が目立つ。 藻岩山溶岩の北尾根突端部にあたる「軍艦岬」周 辺に分布し、柱状節理の発達する塊状溶岩~貫入 岩類からなる。同様の輝石安山岩質貫入岩は、藻 岩山北東山麓(東本願寺北海御廟付近)にも分布 し、N65E方向に貫入した数m幅の岩脈が認められ る(図Ⅱ-4-5)。



図Ⅱ-4-5 軍艦岬溶岩中の岩脈(口絵4)

3) 藻岩山溶岩

藻岩山山体の主部を構成し、溶岩流としての火 山地形を比較的よく残している。柱状節理と板状 節理の発達した塊状溶岩を主体とするが、山頂部 と南尾根部の一部は貫入岩の可能性がある。本層 は、地形および岩石記載的特徴をもとに、下位よ り藻岩山溶岩II (Mo-II)と藻岩山溶岩I (Mo-I) に区 分される。

藻岩山溶岩II (Mo-II) は、音叉状に延びる北側 尾根から山頂付近にかけて分布し、柱状節理、板 状節理の発達した単斜輝石-かんらん石-斜方輝石 安山岩質溶岩からなる。本溶岩は、北側尾根を構 成するMo-IIaと山頂付近の舌状地形を示すMo-IIb に細分される。

藻岩山溶岩I (Mo-I) は、音叉状の南側尾根か ら山頂に分布し、単斜輝石-斜方輝石-かんらん石 安山岩質溶岩からなり、融食形の石英斑晶を顕著 に含むものがある。Mo-IはさらにMo-IaとMo-Ibに 区分され、前者は山頂から南側尾根の末端部まで 広がる溶岩流を構成する。Mo-Ibは南側尾根の中 腹と山頂の西側および北北東の山麓(平和塔)に 分布する。南側尾根中腹のMo-Ibは、北西-南東方 向の尾根に沿って塊状火山岩が露出しており、同 方向の割れ目噴火によって形成された可能性があ る。山頂の西側と北北東山麓に分布するMo-Ibは、 小規模な貫入岩~溶岩ドームとみられる。いずれ も柱状節理や板状節理の発達した塊状火山岩から なるが(図Ⅱ-4-6·7)、南側尾根の観光道路沿いや 西側斜面のスキー場では、スコリア質火山放出物 が認められる(図Ⅱ-4-8,薄片写真;口絵5)。



図II-4-6 Mo-Iaの柱状節理(口絵4)



図 II -4-7 Mo-Ia の板状節理



図 II-4-8 Mo-Ib のスコリア凝灰岩 (口絵 4)

4) 山麓緩斜面堆積物

音叉状に分布する二つの藻岩山溶岩流の間に埋 積した緩斜面堆積物からなる。藻岩山溶岩に由来 する巨礫~大礫と、シルトを主体とする基質支持 の堆積層からなる。大礫サイズの安山岩礫は平板 状の角礫からなり、弱いインブリケーションの構 造を示す(図Ⅱ-4-9)。



図Ⅱ-4-9 山麓緩斜面堆積物

(2) 岩石記載

西野層デイサイト(採石場跡;口絵5薄片写真) 単斜輝石-斜方輝石-角閃石デイサイト:斑晶は、 斜長石>角閃石>斜方輝石>単斜輝石からなる。 斜長石は、自形~半自形結晶からなり塵状包有物 を含み融食形を示すものがある。角閃石は、自形 ~半自形結晶で帯緑褐色~緑色の多色性を示す。 オパサイト縁を有することがある。斑晶~微斑晶 として産する。斜方輝石は、自形~半自形の柱状 結晶からなる。劈開や周縁部が赤鉄鉱に置換され ることがある。単斜輝石は半自形結晶からなる。 石基は、ピロタキシテイック組織を示し、シリカ 鉱物、斜長石、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物 からなり、結晶粒間は赤鉄鉱が産することがある。 副成分鉱物として燐灰石を含む。

西野層安山岩(五輪大橋下火砕岩中の礫)

角閃石-単斜輝石-斜方輝石安山岩:斑晶は、斜長 石>斜方輝石>単斜輝石>角閃石からなり、まれ に石英を含む。斜長石は、自形~半自形結晶から なり、塵状包有物が見られる。斜方輝石および単 斜輝石は、自形~半自形結晶からなり、しばしば 斜長石とともに集斑状組織を示す。角閃石はすべ て変質し仮像として産する。石英はすべて融食形 を示す。石基は、ハイアロピリテイック組織を示 し、柱状~針状斜長石、斜方輝石、単斜輝石、不 透明鉱物および淡褐色ガラスからなる。

藻岩山溶岩-IIa(北側尾根;口絵5 薄片写真)

単斜輝石—かんらん石—斜方輝石安山岩:斑晶は、 斜長石>斜方輝石≥単斜輝石、かんらん石>不透 明鉱物からなる。斜長石は斑晶~微斑晶サイズの 自形~半自形結晶で、塵状包有物と累帯構造が顕 著。斜方輝石は柱状の自形~半自形結晶からなり、 しばしば単斜輝石の反応縁を持つ。単斜輝石は柱 状結晶である。かんらん石斑晶は、半自形結晶で しばしば斜方輝石の反応縁を有する。スケレタル 組織を示すものがある。石基はピロタキシテイッ ク~インターサータル組織を示し、長柱状斜長石、 斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物からなる。

	Mo-Ia		Mo-Ia Mo-Ib		Mo-IIa		Mo-IIb		Gunkanmisaki L		Nishino Fm (dacite)			Nishino Fm	
												(andesite)			
	060601- 0	060708-	060601-	060708-	060723-	MO-3	061021-	061021-	060912-	061009-	060610	060610	060912	060912	060912
	011	006	019	003	006		004	005	gunkan	005	-004	-007	-04A	-04B	-05B
SiO2 (wt%)	54.70	55.38	56.86	55.48	56.12	57.31	58.36	57.08	58.87	60.92	62.59	63.83	63.10	60.75	59.47
TiO2	0.80	0.78	0.77	0.79	0.77	0.77	0.75	0.79	0.66	0.62	0.60	0.60	0.58	0.69	0.73
Al2O3	17.81	17.87	16.22	16.44	16.95	16.86	16.84	17.17	17.69	17.04	16.66	16.73	16.74	16.53	16.56
Fe2O3	9.20	8.75	8.11	8.43	8.45	8.34	7.93	8.62	7.86	7.07	6.84	5.70	6.26	7.27	7.26
MnO	0.16	0.16	0.16	0.15	0.17	0.16	0.17	0.16	0.15	0.15	0.12	0.11	0.13	0.13	0.16
MgO	5.34	4.99	5.69	6.48	5.03	4.44	3.50	4.04	3.48	2.68	1.89	1.74	1.98	2.72	3.33
CaO	8.24	7.85	7.99	8.22	8.16	7.44	7.33	7.39	6.74	6.00	5.54	5.29	5.85	6.22	6.86
Na2O	2.83	2.90	2.97	2.85	2.93	2.92	3.00	2.91	3.11	3.41	3.08	3.24	3.19	2.86	2.94
K2O	0.70	0.74	0.87	0.79	1.11	1.19	1.32	1.17	0.96	1.12	1.46	1.61	1.64	1.60	1.55
P2O5	0.10	0.10	0.11	0.10	0.17	0.17	0.16	0.17	0.12	0.14	0.16	0.16	0.16	0.14	0.14
total	99.89	99.52	99.74	99.74	99.86	99.59	99.36	99.50	99.65	99.16	98.94	99.01	99.61	98.92	99.00
V (ppm)	208.8	196.2	191.3	203.2	196.5	198.5	184.9	202.2	155.4	118.9	117.7	109.5	112.6	201.4	197.2
Cr	82.5	71.2	237.8	278.4	130.5	120.5	63.5	95	20.2	4.1	2.6	0	4.6	7.5	7.8
Co	64.4	49.4	57.9	63.1	58.7	56.7	48.2	52.6	47.2	38.9	44.9	32.4	42.6	45.4	49.8
Ni	27.1	36.4	74.7	87.5	46.6	37.7	55.3	31.8	8.2	3.4	1.2	2.4	0.6	2.3	8.1
Cu	70	77.5	57.7	45.4	45	42.5	44.3	43.1	24.2	20	19.7	12.8	16.3	30	33.7
Zn	70.7	64.9	66.4	70.1	77.6	80.2	87.3	84	69.6	75.5	80.9	64.2	82.3	97.8	106.6
Rb	18.1	20.4	23	20	26.5	29	30.7	29.1	25.7	29.7	36.2	36.3	53.9	41.3	35.9
Sr	255.8	258.9	229.3	226.8	397.5	374.5	371.2	373	265.6	271	299.6	313.1	315	308.8	336.7
Ba	256.7	281	325.1	291.2	429.1	453.8	496.4	478.3	346.6	377	402.4	448.1	420.9	682.7	386.3
Y	21.3	17.8	21.7	20.7	21.1	22.8	23.7	23.4	23.1	22.5	23	19.6	24.4	22.5	27.6
Zr	73.9	69.2	85.7	79.4	89.6	92.1	97.5	93	87	96.6	103.5	104.4	101.3	102.2	97.2
Nb	1.6	2.5	4.3	4	7	7.6	7.5	8.4	2.8	5.6	7.1	7	8.6	7.4	6.6

表Ⅱ-4-1 藻岩山溶岩の化学組成

藻岩山溶岩-Ia(南側尾根)(口絵5 薄片写真)

単斜輝石---斜方輝石---かんらん石安山岩:斑晶は、 斜長石>かんらん石、石英>斜方輝石>単斜輝石 からなる。斜長石は自形~半自形結晶で、周縁部 で融食形を示すことがある。累帯構造が顕著であ る。かんらん石は、自形~半自形の斑晶~微斑晶 からなり、しばしば斜方輝石の反応縁を有する。 スピネル包有物が認められる。斜方輝石は、自形 ~他形結晶で、単斜輝石の反応縁を持つことがあ る。石基はピロタキシテイック組織を示し、短~ 長柱状斜長石、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物 からなり、副成分鉱物としてアパタイトが見られ る。

藻岩山溶岩-Ib(南側尾根;口絵5 薄片写真)
 単斜輝石-斜方輝石-かんらん石安山岩:斑晶は、
 斜長石>>かんらん石≥斜方輝石>単斜輝石、不

透明鉱物からなる。まれに、不透明鉱物に置換さ れた角閃石とみられる仮像が見られる。斜長石は、 自形~半自形結晶で、累帯構造が顕著で、結晶の 周縁部に沿って塵状包有物が見られる。核部は不 規則に融食を受けた組織が見られる。かんらん石 は、半自形~自形の斑晶~微斑晶からなる。微斑 晶サイズのかんらん石はイディングサイト化する ことがある。斜方輝石とみられる反応縁が見られ る場合がある。スピネル・ガラス包有物が認めら れる。斜方輝石は自形~半自形結晶で、まれに単 斜輝石の反応縁を持つ。単斜輝石は半自形~他形 結晶で、しばしば集斑状組織を示す。石基はピロ タキシティック~インターグラニュラー組織を示 し、柱状斜長石、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱 物からなる。





(3) 岩石化学的特徵

西野層、軍艦岬溶岩および藻岩山溶岩の火山岩 類について全岩化学分析を行った。主成分および 微量成分元素の分析は、北海道教育大学札幌校の 蛍光X線分析装置(フィリップス社製 MagiX)を 用い、分析方法は宮本・岡村(2003)にしたがっ た(表II-4-1,図II-4-10)。

SiO₂含有量(wt%)に注目すると、西野層火山 岩のうち、角閃石を特徴的に含む塊状溶岩・ハイ アロクラスタイトおよび貫入岩類は62.4~63.8 % を示し、多くは63%以上のデイサイト組成である。 一方、西野層火砕岩類のうち、五輪大橋下で採取 された輝石安山岩礫は59.4~60.7%の安山岩組成 を示す。

軍艦岬溶岩は、58.8~60.9%の安山岩組成を示す。 西野層中の輝石安山岩と軍艦岬溶岩の輝石安山岩 は、ともに類似の SiO₂含有量を示すが、K₂O 含有 量は前者が約 1.5%であるのに対し、後者が約 1% と低く明瞭に区別される。同様な組成差は TiO₂、 Rb、Sr、V、Nb、Zr においても認められ、一方 Al₂O₃ と Na₂O 含有量は、西野層中の輝石安山岩の 方が低い傾向がある。

Mo-II の SiO₂含有量は、 $53.7 \sim 58.4\%$ の玄武岩質 安山岩~安山岩組成を示し、Mo-IIb の方が Mo-IIa よりもより SiO₂ に富む安山岩領域にプロットさ れる。Mo-I の SiO₂含有量は、 $54.3 \sim 56.8\%$ の玄武 岩質安山岩組成を示す。同一 SiO₂含有量で比較す ると、Mo-II と Mo-I は各種元素において異なる組 成トレンドを示す。すなわち、前者の方が K₂O、 P₂O₅、Fe₂O₃、Zr、Sr、Nb、V、Rb、Ba に富む傾 向がある。Mo-I は、SiO₂含有量において Mo-Ia と Mo-Ib に区分され、前者の方がより低い SiO₂ 量で特徴づけられる。一方 Mo-Ib は、Mo-Ia より SiO₂に富む傾向があるが、MgO、Cr、Ni が異常に 高い含有量を示しており、両者が一連の結晶作用 では形成されないことを示している。

SiO₂-FeO*/MgO 図では、一部の火山岩を除き、 Miyashiro(1974)のカルクアルカリ岩系列のトレン ドを描く。ただし、Mo-Ia 火山岩は、カルクアル カリ岩系列にプロットされるものが多いが、 FeO*/MgO 比が大きくなるソレアイト系列に類似 の組成トレンドを示す。

Total Alkali-SiO₂図では、すべて非アルカリ岩系 列にプロットされ、Kuno (1968)のソレアイトゾー ンに相当する。

(4) 従来の層序区分との比較

小山内ほか(1956)は、西野層を覆って山体を 構成する溶岩流として藻岩山溶岩を提唱し、鉱物 組成の特徴から、(1)普通輝石シソ輝石安山岩(馬 頭西方,学大西墓地裏の山地)、(2)含石英かんら ん石普通輝石シソ輝石安山岩(藻岩山山頂、ハ垂 別沢東方の山地)、(3)含石英普通輝石シソ輝石安 山岩(藻岩山山頂東方山麓)に区分した。しかし、 これらの分布範囲や相互の関係についての詳細は あきらかにされていない。札幌市教育委員会 (1996)は、鮮新世の西野層を基盤に、藻岩山溶 岩が三度の溶岩噴出で成層したと考えている。す なわち、最下部の藻岩山溶岩3は音叉状の北尾根 突端にあたる軍艦岬に露出し、その上位の藻岩山 溶岩2は大部分の山体を構成し、藻岩山溶岩1は 山頂から音叉状南尾根沿いに分布する。一方、二 つの溶岩流の間の浅い谷と南西斜面の北の沢は、 最終氷河期に形成された周氷河性山麓緩斜面であ り、厚い角礫質の岩屑堆積物が分布する。

今回あきらかにされた火山層序を対比すると、 まず、西野層火山岩のうち北尾根から山頂にかけ た山体の基部をなす部分は、小山内ほか(1956) によって藻岩山溶岩とされている。また、山頂の 北斜面に分布する西野層火山岩は、小山内ほか (1956)の幌見峠溶岩の一部にも対比される. 軍 艦岬溶岩は、小山内ほか(1956)の藻岩山溶岩の 一部、札幌市教育委員会(1996)の藻岩山溶岩3 に対比される。次に Mo-II は、小山内ほか(1956) の藻岩山溶岩の一部、札幌市教育委員会(1996) の藻岩山溶岩2に対比されるであろう。一方 Mo-I は、小山内ほか(1956)の藻岩山溶岩の一部、札 幌市教育委員会(1996)の藻岩山溶岩1に対比さ れる。

次に広域的な火山列との比較を行うと、渡辺 (1993b)は、藻岩山を含む札幌南部から小樽にか けた火山岩類の分布域に対し石倉—島松火山列と 命名し、同様な北西—南東方向の火山列が、鮮新 世後期の積丹—漁火山列,更新世のニセコー羊蹄 火山列、および更新—完新世の札幌—樽前火山列 として存在することを明らかにした。藻岩山を含 む石倉—島松火山列の活動時期については、 5.5-3.7 Maの鮮新世前期のK-Ar年代が得られてい る(渡辺,1993b)。しかしこの年代は,藻岩山の 基盤岩である西野層火山岩の活動時期に相当し、 藻岩山溶岩、軍艦岬溶岩が示す 2.8-2.3 Maの鮮新 世後期の活動は、石倉—島松火山列では初めて確 認されたことになる。

(5) 藻岩山の火山発達史(図Ⅱ-4-11・12)

山体の基盤をなす西野層は、デイサイト質溶 岩・貫入岩、軽石凝灰岩、泥岩からなり、デイサ イトの一部はハイアロクラスタイトの産状を示す ので、これらが海底下の定置環境であったことを 示唆する。ただし、藻岩下付近の採石場跡周辺や 山頂の北斜面に見られる柱状節理の発達した塊状 火山岩にみられるように、貫入岩から溶岩流の産 状を示す地域が認められ、藻岩山の山体の基部の 一部は、陸域での噴出環境であった可能性がある。 したがって、当時の火山活動は、藻岩山山頂部を 中心に陸に顔を出した海洋島の周辺を浅海域が取 りまくような定置環境で生じたと考えられ、この 活動時期は、3.8-4.1 Ma の K-Ar 年代値が示すよう に、鮮新世前期と考えられる。

その後に活動した軍艦岬溶岩は、柱状節理や板

状節理の発達した塊状火山岩からなる溶岩~貫入 岩の産状を示す。本火山岩は、藻岩山の東側に広 がる西野層基盤岩中に東西~北東---南西方向の割 れ目に沿って貫入し、陸域で溶岩を流出した噴出 環境を示唆する。この活動時期は、2.8 Maの K-Ar 年代値から、鮮新世後期に生じたと考えられる。 藻岩山山体の主部を構成する Mo-I, Mo-II は、いず れも山頂付近から流出した溶岩流の火山地形を残 していることから、この時期には隆起運動により 現在に近い山体が成長し、山頂部付近を噴火口に した中心噴火型の複成火山が形成されたと考えら れる。ただし、最末期の Mo-Ib の活動は、南側尾 根に沿う北西---南東方向の割れ目噴火によって生 じ、塊状溶岩とともにスコリアを含む火山放出物 の産状を示すことから、ストロンボリ式噴火が生 じた可能性がある。藻岩山溶岩を生じた時期は、 2.3-2.6 Maの K-Ar 年代値から、軍艦岬溶岩の噴出 から間もない鮮新世末期と考えられる。

(岡村 聡・青柳大介)



図Ⅱ-4-11 南東方向からみた藻岩山の地質(背景図に Google Earth を使用)



図Ⅱ-4-12 南方向からみた藻岩山の地質(背景図に Google Earth を使用)